

سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی و تاریخچه دیاژنتیکی بخش دولومیتی سفیدار (تریاس بالایی) در منطقه فارس، جنوب ایران

علی حسین جلیلیان

گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور، ایران

نویسنده مسئول: jalilian@pnu.ac.ir

دریافت: ۹۷/۳/۱ پذیرش: ۹۷/۸/۲۷

چکیده

بخش دولومیتی سفیدار یکی از واحدهای سنگ‌چینه‌ای تریاس (نورین) حوضه زاگرس است که در نواحی محدودی از جنوب ایران رخنمون دارد. این بخش شامل دولومیت‌های متوسط تا سستبر لایه قهوه‌ای رنگ است که به صورت یک لایه راهنما در انتهای توالی رسوبی سازندهای خانه‌کت (کربنات‌های زاگرس بلند) و دشتک (رخساره کربناته-تبخیری زاگرس چین‌خورده) حضور دارد. در این پژوهش کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و تاریخچه تغییرات دیاژنتزی رخنمون‌های دولومیت سفیدار منطقه فارس در تاق‌دیس خانه‌کت به سستبرای نزدیک ۲۰ متر و کوه سورمه به سستبرای ۳۰ متر مورد بررسی و مقایسه قرار گرفت. داده‌های برگرفته از بررسی بُرش‌های نازک، مقدار عناصر مختلف و ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و کربن نشان از پیچیدگی مراحل ساخت این واحد دولومیتی دارد که از سه نوع دولومیت ریزبلور، متوسط بلور و زین‌اسبی ساخت شده است. در مرحله نخست، دولومیت‌های ریزبلور در سبخای یک پلاتفرم اپی‌ریک متأثر از تبخیر و تغلیظ شورابه‌ها، در دمای نزدیک به سطح زمین (۲۵ تا ۳۵ درجه سانتی‌گراد) پدید آمدند. افزایش اندازه و استوکیومتری و تغییرات ژئوشیمی در دولومیت‌های متوسط و درشت بلور گویای نقش فرایندهای دیاژنتیکی مرتبط با دفن از جمله تبلور دوباره در ساخت آن‌ها است. دولومیت‌های اخیر محصول تغییرات دیاژنتیکی در ژرفای ۱ تا ۳ کیلومتری درون زمین و در دمای ۵۴ تا ۱۰۸ درجه سانتی‌گراد هستند. تفاوت بارز مقادیر برخی عناصر فرعی دولومیت سفیدار از جمله کاهش آهن و منگنز و افزایش استرانسیم در نمونه‌های بُرش خانه‌کت می‌تواند به جهت جریان سیالات دولومیت‌ساز به سمت شمال منطقه مربوط باشد. گسل‌های بزرگ منطقه از جمله پیشانی کوهستان و زاگرس بلند ضمن کنترل هندسه حوضه رسوبی، نقش پایه‌ای در شناخت سوی جریان و مسیر انتقال سیالات دولومیت‌ساز داشته‌اند. با وجود تفاوت بارز رخساره‌ها و توالی رسوبی تریاس در زیرپهنه‌های مختلف زاگرس، دولومیت سفیدار با رخساره سنگی همانند و گسترش جغرافیایی بسیار در این مناطق تا خلیج فارس و شمال عربستان شناخته شده است. این موضوع نشان از تغییرات مهمی در زمین‌شناسی فلات قاره جنوب اقیانوس نئوتتیس، به ویژه پیوستگی حوضه و حاکم شدن شرایط رسوبی یکسان در مناطق دو سوی گسل زاگرس بلند در اواسط تریاس پسین است.

واژه‌های کلیدی: دولومیت سفیدار، تریاس زاگرس، سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی، دیاژنتز

مقدمه

سنگ‌های تریاس زاگرس و مناطق پیرامون آن در یک رمپ گسترده (پلاتفرم اپیریک) نزدیک استوای آن زمان ساخته شده‌اند (زیگلر، ۲۰۰۱) که با کارکرد گسل زاگرس بلند شرایط رسوب‌گذاری شمال و جنوب آن متفاوت بوده است. حضور قابل‌توجه رسوبات تبخیری مرتبط با پهنه‌های کشندی در سازندهای کنگان و دشتک نشانگر محدودیت محیط رسوبی بخش جنوبی حوضه زاگرس و نزدیکی آن به ساحل دریا است. در مقابل، کربنات‌های سازند خانه‌کت زیر تأثیر جریان‌های کشندی و امواج توفانی پدید آمده‌اند که نشان از شرایط به نسبت بازتر بخش شمالی حوضه و ارتباط آن با اقیانوس نئوتتیس

بیش‌تر نهشته‌های تریاس مناطق جنوب و جنوب‌باختری ایران (رشته کوه زاگرس و نواحی پیرامون خلیج فارس) رخساره‌های رسوبی متفاوتی دارند که مرز جداکننده آن‌ها بر امتداد گسل‌های اصلی منطبق است (بربریان، ۱۹۹۵). تفاوت بسیار توالی رسوبی تریاس در زیرپهنه‌های مختلف زاگرس سبب شده است که رخساره‌های کربناته زیرپهنه زاگرس بلند به نام سازند خانه‌کت و نهشته‌های کربناته-تبخیری زاگرس چین‌خورده در قالب سازندهای کنگان و دشتک معرفی شوند (زابو و خردپیپر، ۱۹۷۸؛ ستوده‌نیا، ۱۹۷۸). بخش عمده

دارد (جلیلیان، ۱۳۹۵). دولومیت سفیدار یکی از واحدهای سنگ‌چینه‌ای تریاس زاگرس است که در نواحی محدودی از جنوب ایران برونزد دارد و تاکنون جزئیات زمین‌شناسی آن چندان بررسی نشده است. هدف از این پژوهش، رسوب‌شناسی و زمین‌شیمی این بخش برای بازسازی محیط و مراحل ساخت آن و آشکارسازی برخی از تحولات زمین‌شناسی تریاس پسین در جنوب ایران است.

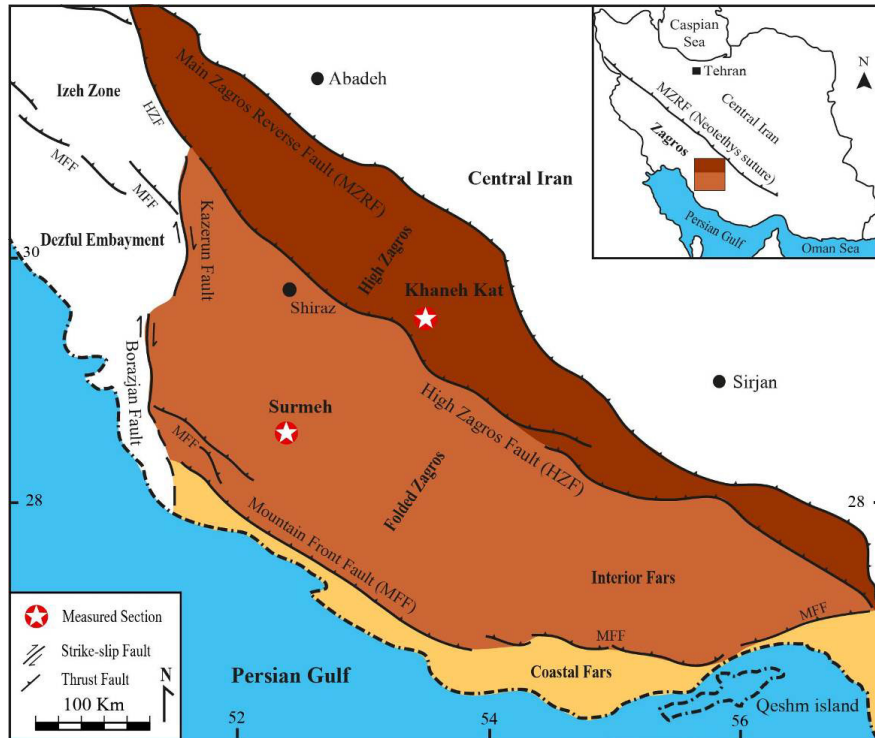
زمین‌شناسی و چینه‌نگاری منطقه مورد مطالعه

نواحی مورد بررسی در این پژوهش در بخش شمالی منطقه فارس و محدوده زاگرس خاوری واقع شده‌اند (شکل ۱). منطقه فارس زمین‌های گسترده‌ای از جنوب ایران است که نواحی کوهستانی و بلندی‌های سخت‌گذر استان‌های فارس و کهگیلویه و بویراحمد تا دشت‌های ساحلی حاشیه شمال خلیج فارس در استان‌های بوشهر و هرمزگان را در بر می‌گیرد. با توجه به تفاوت ویژگی‌های زمین‌ریختی و زمین‌شناسی منطقه فارس آن را به دو بخش داخلی و ساحلی تفکیک کرده‌اند (آقانباتی، ۱۳۹۲). فارس داخلی یا شمالی که بخش بیشتر منطقه فارس را شامل می‌شود، از شمال به راندگی اصلی زاگرس و در جنوب به گسل پیشانی کوهستان محدود می‌گردد. فارس ساحلی نوار باریکی در جنوب منطقه فارس است که حد فاصل گسل پیشانی کوهستان و خط ساحلی خلیج فارس قرار دارد (ماترنو و همکاران، ۲۰۰۶). محدوده جغرافیایی منطقه فارس تقریباً با زاگرس خاوری هم‌پوشانی دارد که نواحی واقع در خاور گسل کازرون تا تنگه هرمز را شامل می‌شود (شرکتی و همکاران، ۲۰۰۶). یکی از ویژگی‌های بارز منطقه فارس یا زاگرس خاوری، ظهور گنبد‌های نمکی متعدد است که از این نظر با سایر مناطق زاگرس تفاوت پایهی دارد (تالبوت و علوی، ۱۹۹۶؛ جهانی و همکاران، ۲۰۰۷). این گنبد‌ها نتیجه صعود نمک‌های سازند هرمز (پرکامبرین پسین) در امتداد گسل‌های پی‌سنگی هستند و ساخت بسیاری از جزایر میانی و جنوبی خلیج فارس به حضور آن‌ها مربوط است (نصیر و همکاران، ۲۰۰۸). با عبور گسل زاگرس بلند از میانه منطقه فارس و اختلاف ارتفاع قابل توجه زمین، می‌تواند دو بخش زاگرس بلند در شمال و زاگرس چین‌خورده در جنوب را از هم جدا کرد (بربریان، ۱۹۹۵). ستبرای

پوشش رسوبی منطقه فارس تا ۱۲ کیلومتر می‌رسد که از نهشته‌های سازند هرمز تا رسوبات عهد حاضر ساخت شده است (علوی، ۲۰۰۷). ردیف‌های سنگی تریاس زاگرس چین‌خورده شامل ۸۸۰ متر نهشته‌های کربناته و تبخیری سازندهای کنگان و دشتک است که در زیرپهنه زاگرس بلند به ۶۹۱ متر رسوبات غالباً کربناته سازند خانه‌کت تغییر می‌یابند (شهرابی، ۱۳۷۸؛ جلیلیان، ۱۳۹۵). دولومیت سفیدار معرف چهارمین عضو از بخش‌های شش‌گانه سازند دشتک و در بر گیرنده بخش پایانی سازند خانه‌کت است (شکل ۲). این واحد دولومیتی با گسترش زیاد و سنگ‌شناسی تقریباً یکسان در لرستان تا خلیج فارس و شمال عربستان شناخته شده است؛ مگر در نواحی که توسط فاز فرسایشی تریاس-ژوراسیک به طور کامل حذف شده است (ستوده‌نیا، ۱۹۷۸؛ زیگلر، ۲۰۰۱). بالآمدگی زمین در اواخر تریاس همراه با هوازدگی و فرسایش بخشی از نهشته‌سنگ‌های مناطق مختلف ایران از جمله زاگرس را از پیامدهای رویداد تکتونیکی سیمیرین پیشین دانسته‌اند (سیدامامی، ۲۰۰۳؛ زانکی و همکاران، ۲۰۰۹). بُرش الگوی این بخش با ستبرای حدود ۴۰ متر در چاه شماره ۱ کوه سیاه در ۶۰ کیلومتری جنوب شیراز معرفی و اندازه‌گیری شده است. شارلند و همکاران (۲۰۰۱) بر پایه سن نهشته‌های زیرین و بالایی دولومیت سفیدار در جنوب خلیج فارس، زمان تریاس پسین و به طور مشخص اشکوب نورین را برای آن تعیین کرده‌اند. گزارش سنگواره‌های شاخص تریاس پسین (کارنین) در سنگ‌های آهکی زیر این بخش از سازند خانه‌کت در منطقه لرستان زمان تعیین شده را تأیید می‌کند (کراسکن سولنو و خسروتهرانی، ۱۹۹۵). رخنمون‌های بخش سفیدار عمدتاً شامل دولومیت‌های سخت و برجسته با رنگ هوازده قهوه‌ای تیره است که به صورت یک بخش شاخص و متفاوت در انتهای توالی رسوبی تریاس زاگرس قابل شناسایی و تعقیب است. در مطالعات زیرسطحی با توجه به رادیواکتیویته پایین این بخش در نمودارهای پرتو گاما از سایر واحدها قابل تفکیک می‌باشد (زایو و خردپیپر، ۱۹۷۸؛ غضبان، ۲۰۰۷). دولومیت سفیدار در تاقدیس سورمه ۳۰ متر ستبرای دارد و در میان دو واحد تبخیری C و D سازند دشتک احاطه شده است. به سوی شمال خاوری و در بُرش خانه‌کت این مقدار به حدود ۲۰

مقیاس کوچک (کمتر از ۱۰ متر) اشاره کرد (شکل‌های ۳C-D). این پاراسکانس‌ها همان چرخه‌های لوفر (Lofer cycles) هستند که از تکرار رخساره‌های تالابی-پیراکشندی ساخت شده و به عنوان سازندگان اصلی توالی رسوبی تریاس در مناطق مختلف جهان شناخته شده‌اند (هاس و همکاران، ۲۰۰۷؛ جلیلیان، ۱۳۹۵).

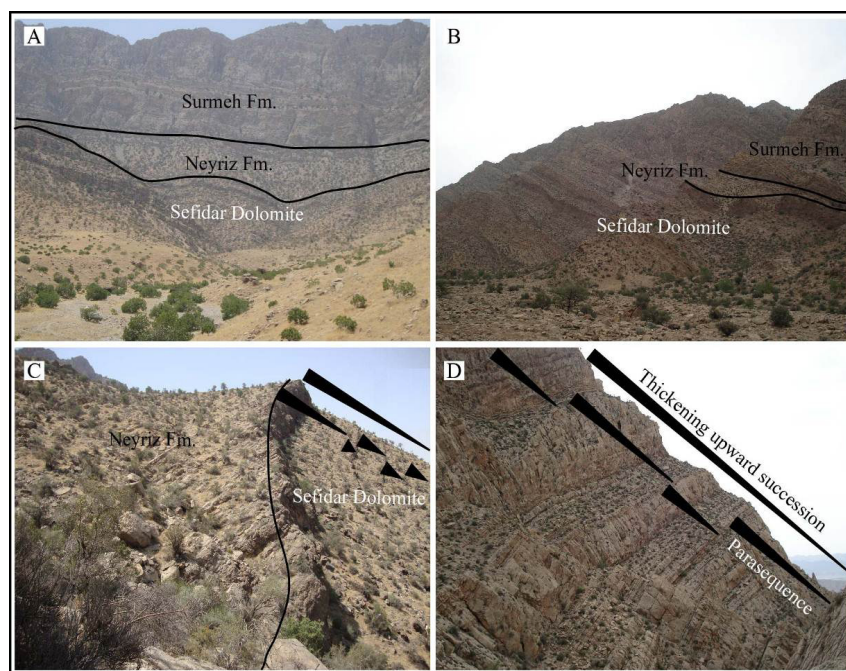
متر کاهش می‌یابد که با ناپیوستگی فرسایشی از شیل و دولومیت‌های سازند نبریز (ژوراسیک زیرین) جدا می‌شود (شکل‌های ۳A-B). از نظر سنگ‌شناسی بخش سفیدار شامل دولومیت‌های متوسط تا سبتر لایه‌ای (۱۰ تا ۸۰ سانتی‌متر) است که چیدمان عمودی آن‌ها گویای یک توالی (سکانس) به سمت بالا سبتر شونده یا پسرونده می‌باشد. از ویژگی‌های میدانی قابل توجه دولومیت سفیدار باید به تکرار پاراسکانس‌ها یا چرخه‌های رسوبی در



شکل ۱. موقعیت ناحیه مورد مطالعه (مستطیل قهوه‌ای) و زیرپهنه‌های مختلف زمین‌ساختی-رسوبی زاگرس خاوری یا منطقه فارس؛ محل بُرش‌ها (تاق‌دیس‌های خانه‌کت و سورمه) با علامت ستاره مشخص شده است (بر پایه داده‌های ستوده‌نیا، ۱۹۷۸ و بریریان، ۱۹۹۵).

Lurestan - Dezful North	Central Zagros Mountains	North Fars - Persian Gulf Area	Bandar Abbas Area	Central Iranian Basin	System
Alan Fm.	Surmeh Fm.	Surmeh Fm.	Surmeh Fm.		Early Jurassic
Mus Fm.	Neviz Fm.	Neviz Fm.	Neviz Fm.		Early Jurassic
				Unit 4	Late Triassic
				Unit 3	
				Unit 2	Middle Triassic
				Unit 1	
D					Early - Middle Triassic
C					
B				Unit D	Early - Middle Triassic
A				Unit C	
				Unit B	
				Unit A	

شکل ۲. نمودار هم‌ارزی واحدهای سنگ‌چینه‌ای تریاس و ژوراسیک زیرین در زیرپهنه‌های مختلف زاگرس؛ بخش دولومیتی سفیدار در انتهای توالی رسوبی تریاس با رنگ آبی مشخص شده است (برگرفته از زاو و خردبیر، ۱۹۷۸).



شکل ۳. تصاویر میدانی از رخنمون نهشته‌سنگ‌های تریاس و ژوراسیک منطقه فارس؛ (A) نمای کلی بخشی از یال جنوبی تاقدیس خانه‌کت در زاگرس بلند که بخش دولومیتی سفیدار (تریاس) و سازندهای نبریز و سورمه (ژوراسیک) را نشان می‌دهد؛ (B) نمای کلی بخش میانی یال شمالی کوه سورمه در زاگرس چین‌خورده که دولومیت سفیدار و سازندهای نبریز و سورمه در آن مشخص شده‌اند؛ (C) و (D) نمای نزدیک از توالی به سمت بالا ستبر شونده دولومیت سفیدار ناشی از تکرار چرخه‌های رسوبی کوچک (پاراسکانس) در کوه خانه-کت و تاقدیس سورمه

روش پژوهش

در این پژوهش برونزدهای بخش دولومیتی سفیدار در تاقدیس‌های خانه‌کت و سورمه مورد مطالعات میدانی و آزمایشگاهی قرار گرفتند. این نواحی هم اکنون حدود ۱۵۰ کیلومتر فاصله هوایی دارند و بدیهی است در زمان تریاس و پیش از چین‌خوردگی‌های پیایی و بسته شدن حوضه رسوبی بسیار دورتر بوده‌اند. واحد دولومیتی مورد نظر در میانه یال جنوبی تاقدیس خانه‌کت در مرکز زاگرس بلند و فاصله ۱۱۰ کیلومتری خاور شیراز قابل دسترسی است. مختصات جغرافیایی این ناحیه که بُرش الگوی سازند خانه‌کت نیز می‌باشد، "N29°25'58" و "E53°37'33" است. تاقدیس سورمه در ۱۱۰ کیلومتری جنوب شیراز و در مسیر جاده شیراز به جم، حدود ۳۰ کیلومتر پس از فیروزآباد قرار دارد. در یال شمالی و به خصوص پلانچ جنوب خاوری این تاقدیس با مختصات جغرافیایی "N28°43'08" و "E52°34'54" امکان دسترسی به رخنمون‌های رسوبات دیرینه‌زیستی زیرین تا کنگلومرای بختیاری (پلئیسوسن) وجود دارد. به جز کوه سورمه، در دیگر نقاط زاگرس چین‌خورده سنگ‌های

تریاس رخنمون ندارند. در بررسی‌های میدانی در کنار بررسی ستبرا و گسترش جانبی واحدهای دولومیتی، ویژگی‌های سنگ‌شناسی مانند ساخت‌های رسوبی نیز مورد توجه قرار گرفت. از دو بُرش یادشده ۸۰ نمونه دستی برداشت و از آن‌ها بُرش نازک تهیه گردید. بُرش‌های نازک با محلول آلیزارین سرخ (ARS) به روش دیکسون (۱۹۶۵) رنگ‌آمیزی و با میکروسکوپ پلاریزان بررسی شدند تا جزئیات مربوط به سنگ‌نگاری نمونه‌ها از جمله کانی‌شناسی و بافت آن‌ها مشخص گردد. نمونه‌های دولومیت بر پایه رده بندی بافتی سیبلی و گرگ (۱۹۸۷) و با توجه به تغییرات اندازه بلورها و شکل مرز یا نحوه همبندی بین آن‌ها جداسازی و نام‌گذاری شدند. ملاک شناسایی اندازه بلورهای دولومیت، مقیاس ارائه شده توسط فولک (۱۹۸۰) برای سنگ‌های کربناته بود. پس از بررسی بُرش‌های نازک، برای آگاهی از نظم و استوکیومتری دولومیت‌ها و مقادیر عناصر اصلی (Ca و Mg) و فرعی (Fe, Mn, Na, Sr) و ترکیب ایزوتوپی (O و C) آن‌ها پودر تهیه شده از ۱۴ نمونه به نسبت خالص (با ناخالصی کمتر از ۱۰٪) به آزمایشگاه علوم‌زمین

سنگ‌نگاری

بررسی میکروسکوپی بُرش‌های نازک تهیه شده از نمونه‌های بخش سفیدار نشان از بودن سه نوع یا تیپ دولومیت متفاوت است. دولومیت نوع یکم (D1) شامل بلورهای تقریباً یک اندازه و ریز (ریزبلور) با اندازه ۵ تا ۶۰ میکرون (میانگین ۱۵μ) است. بلورها شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار با مرزهای تخت و تقریباً بدون تخلخل و فسیل می‌باشند. ویژگی‌های بافتی دولومیت نوع اول با تیپ Planar-e رده‌بندی سیبلی و گرگ (۱۹۸۷) مطابقت می‌کند. بافت‌های رسوبی اولیه مثل لامیناسیون (تناوب لامینه‌های دولومیت و استروماتولیت)، ترک‌های گلی و فابریک فنسترال شاخص پهنه‌های کشندی نیز به چشم می‌خورند. اینتراکلاست‌ها و کانی‌های تبخیری و گاهی دانه‌های کوارتز به اندازه سیلت تا ماسه خیلی دانه ریز هم حضور دارند. بودن دانه‌های آواری نشان از ارتباط محیط ساخت دولومیت نوع یکم با خشکی حاشیه پلاتفرم و ژرفای به نسبت کم آن است. در برخی بُرش‌ها درزهای انحلالی و استیلولیت‌های ناشی از فشردگی در محیط دفن ژرف لامینه‌ها را قطع کرده است که نشانه ساخت این نوع دولومیت پیش از تدفین ژرف است (شکل ۴). دولومیت ریز بلور کمترین فراوانی را در بخش سفیدار دارد و تنها حدود ۱۵ درصد حجمی نمونه‌های مورد بررسی را در بر می‌گیرد. بافت ریز بلور دولومیت‌ها را به اشباع فوق‌العاده زیاد سیال‌های دولومیت‌ساز برای چیرگی بر موانع جنبشی مربوط می‌دانند که در نتیجه آن شمار زیادی هسته شکل گرفته و با رشد سریع آن‌ها دولومیت رسوب می‌کند (سیبلی، ۱۹۹۱؛ باگز، ۲۰۰۹). چنین بافتی معمولاً در دولومیت‌های سبخایی دیده می‌شود و زمانی که با تبخیری‌های همراه باشد، شاخص دولومیت‌های اولیه یا نزدیک سطح زمین در آب و هوای گرم و خشک است (فریزیا، ۱۹۹۴؛ وارن، ۲۰۰۰؛ رحیم‌پور بناب و همکاران، ۲۰۱۰). دولومیت‌های اولیه یا رسوبی در شرایط رسوبی نرمال حاکم بر رسوبات سطحی یعنی دماهای کمتر از ۵۰°C و فشار نزدیک یک اتمسفر توسط آب‌های دریایی سرشار از منیزیم ساخت می‌شوند (بوسدوفسکی، ۱۹۹۴؛ رایت و ویسی، ۲۰۰۴). از محیط‌های امروزی ساخت این نوع دولومیت‌ها می‌توان به پهنه‌های کشندی باهاماس و فلوریدای امریکا، کورنگ

دانشگاه بوخوم آلمان فرستاده شد و مورد واکاوی قرار گرفتند. پودرها با بهره‌گیری از نوعی مته دندان‌پزشکی از جنس تنگستن-کاربید و به صورت نمونه کل^۱ تهیه شدند. در آزمایشگاه پس از انجام مراحل مختلف آماده‌سازی از جمله حذف کربن آلی، نمونه‌ها با اکسیداسیون در پلاسمای اکسیژن و واکنش با اسید کلریدریک یک نرمال و اسید فسفریک ۱۰٪ با اسپکتروفتومتری جذب اتمی (AAS) مدل Pye-Finnigan delta plus، طیف‌سنج جرمی XRD مدل Philips PW 1380 مورد واکاوی قرار گرفتند. نتایج ترکیب ایزوتوپی نمونه‌ها بر حسب بخش در هزار (%) و نسبت به استاندارد PDB گزارش شدند.

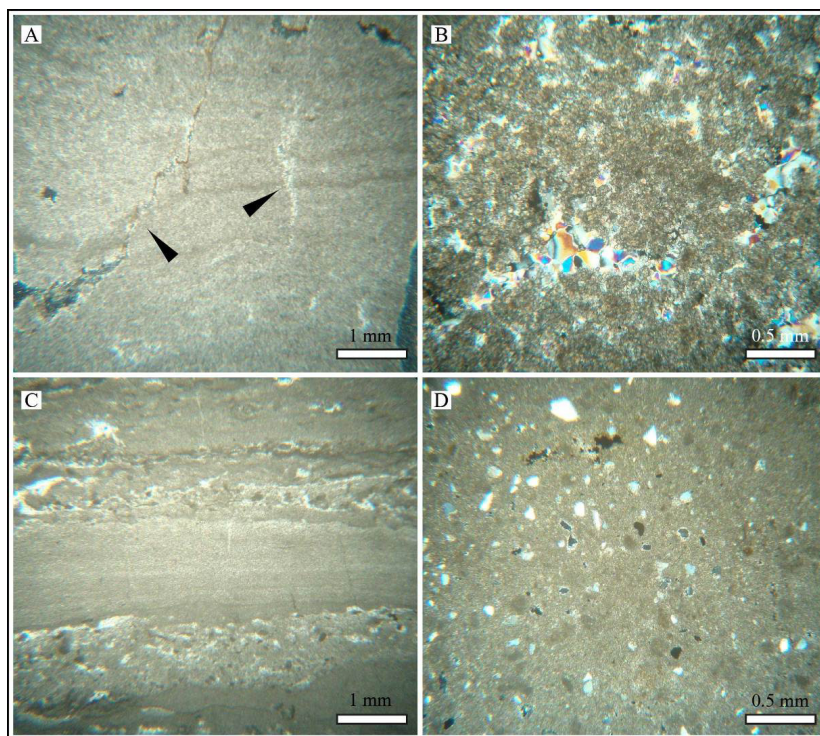
بحث

دولومیت رخساره کربناته چیره در بسیاری از توالی‌های رسوبی شناخته شده دوره تریاس به ویژه تریاس پسین مناطق مختلف جهان است (به عنوان نمونه پورسر و همکاران، ۱۹۹۴؛ بریتویت و همکاران، ۲۰۰۴؛ پوکروفسکی، ۲۰۱۷). این موضوع نشان می‌دهد که شرایط آب و هوایی، شیمی و سطح آب دریاها و رژیم تکتونیکی نواحی گسترده‌ای از زمین از جمله پلاتفرم‌های کرانه اقیانوس تتیس در آن زمان برای ساخت دولومیت مناسب بوده است (ریجول، ۲۰۰۵؛ یانیس و همکاران، ۲۰۱۱). از عوامل موثر در این زمینه باید به افزایش نسبت Mg/Ca با کاهش فعالیت پشته‌های اقیانوسی، تبخیر ناشی از آب و هوای گرم و خشک، گردش محدود آب دریاها و محیط قلیایی اقیانوس تتیس در تریاس اشاره کرد (یانیس و فریزیا، ۱۹۹۴). افزون بر این، با گسترش دریا‌های آراگونیتی و کلسیتی با منیزیم زیاد در تریاس پسین، آهک‌های به نسبت ناپایداری هم تولید شدند که در شرایط دیاژنتیکی مناسب بخشی از آن‌ها به دولومیت تبدیل گردید (سندبرگ، ۱۹۸۳؛ هاردی، ۱۹۹۶). یافته‌های برگرفته از سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی بخش دولومیتی سفیدار در منطقه فارس در بخش‌های بعدی تشریح و تفسیر شده و تاریخچه تغییرات دیاژنتزی این واحد سنگی در محیط‌های مختلف مورد گفتگو قرار گرفته است.

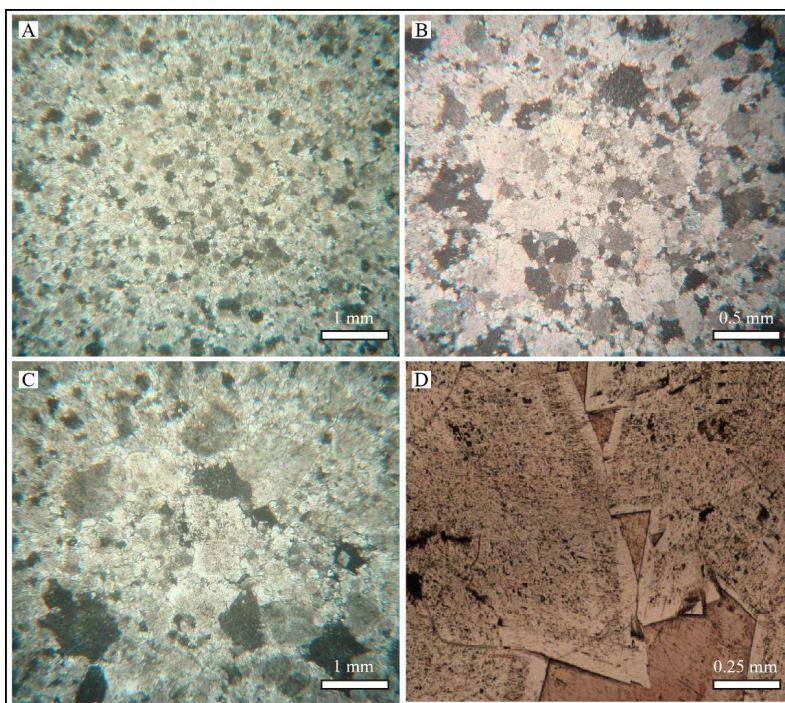
¹ Bulk Carbonate

دولومیت‌های نیمه شکل‌دار با فابریک تخت را نتیجه رشد آرام بلورها در یک جریان پیوسته از سیال دولومیت‌ساز دانسته‌اند (مورو، ۱۹۹۰؛ آدابی، ۱۳۸۳). از سوی دیگر دامنه زیاد تغییر اندازه بلورها نشانه چند مرحله دولومیتی شدن است (میشل، ۲۰۰۴). با توجه به این که دولومیت‌های دارای بافت تخت در دماهای کمتر از حد بحرانی (کمتر از 60°C) پدید می‌آیند، این نوع دولومیت می‌تواند محصول جانشینی سنگ‌های آهکی یا با تبلور دوباره دولومیت‌های اولیه در ژرفای کم زمین باشد (مازولو، ۱۹۹۲؛ کچمارک و سیبلی، ۲۰۱۴). با انباشت میانبرها (inclusion) و بازمانده‌های کلسیتی یا ترکیبات غیرکربناته در برخی بلورها هسته‌های ابری یا غبارآلود ایجاد شده است. بودن میانبرهای تیره رنگ در برخی از بلورها فرایند تبلور دوباره در این نوع دولومیت را تأیید می‌کند (نصیر و همکاران، ۲۰۰۸؛ هاس و همکاران، ۲۰۱۵).

استرالیا و جنوب خلیج فارس به ویژه کرانه‌های ابوظبی اشاره کرد (وارن، ۲۰۰۶؛ فلوجل، ۲۰۱۰). دولومیت نوع دوم (D2) بیش‌تر از موزائیک‌های شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار در اندازه‌های متفاوت ساخته شده است. اندازه بلورها متوسط و میان ۷۰ تا ۲۴۰ میکرون (میانگین 200μ) متغیر است. مرز میان آن‌ها تخت و مستقیم است و برخی از بلورهای کنار هم از چند سطح در تماس هستند و فصل مشترک متعدد دارند. بلورها در هم فشرده شده و تقریباً بدون فضاهای خالی هستند؛ با این حال اغلب خاموشی یکنواخت دارند (شکل‌های A- Δ B). در بررسی‌های میکروسکوپی تفاوت اصلی دولومیت اخیر با نوع اول در اندازه بزرگ‌تر و سطوح نامنظم‌تر بلورها و نبود آثار بافت رسوبی اولیه است. دولومیت نوع دوم به تیپ Planar-s رده بندی سیبلی و گرگ (۱۹۸۷) همانند است. دولومیت متوسط بلور تقریباً ۵۵ درصد حجمی نمونه‌ها را می‌سازد و از این دید فراوان‌ترین نوع دولومیت در بخش سفیدار محسوب می‌شود. ساخت



شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی از دولومیت نوع اول در بخش دولومیتی سفیدار؛ (A) بافت رسوبی اولیه (لامیناسیون افقی) متشکل از تناوب دولومیت‌های ریزبلور و باندستون استروماتولیتی؛ به قطع شدن و جابجایی لامینه‌ها توسط عوارض ناشی از فرایندهای پس از رسوب‌گذاری مانند استیلولیت و ترک گلی توجه کنید؛ (B) همراهی کانی‌های تبخیری (ژیپس و انیدریت) با دولومیت رسوبی؛ (C) بافت چشم‌پرنده‌ای یا فابریک فنسترال و لامیناسیون افقی و اینتراکلاست‌های پراکنده در دولومیت نوع اول و (D) حضور کوارتز آواری در اندازه سیلت و ماسه بسیار دانه ریز در یکی از نمونه‌های دولومیت ریز بلور (XPL).



شکل ۵. تصاویر میکروسکوپی از دولومیت‌های نوع دوم و سوم در بخش دولومیتی سفیدار؛ (A) موزائیک‌های متوسط بلور شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار با سطوح همبری مستقیم و فشردگی قابل توجه در دولومیت نوع دوم؛ (B) تصویر بزرگ شده بخشی از بلورهای دولومیت نوع دوم؛ به تغییر زیاد اندازه بلورها، نبود فضاهای خالی، فصل مشترک متعدد و خاموشی یکنواخت بلورها توجه کنید؛ (C) رشد متداخل بلورهای درشت دولومیت با مرزهای منحنی و نامنظم و خاموشی موجی در یک نمونه دولومیت نوع سوم یا زین‌اسبی و (D) تصویر بزرگ شده بخشی از یک پُرش نازک دولومیت باروک یا زین‌اسبی که در آن سطوح بلورین در هم فرورفته و میانبارهای فراوان دیده می‌شود (XPL).

ویژگی‌هایی نشانگر دولومیت‌های زین‌اسبی، باروک یا شکری نیز می‌باشد که از آن‌ها به عنوان شاخص دولومیتی شدن در محیط دفن ژرف نام برده شده است (سیرل، ۱۹۸۹؛ اسپوتل و پیتمن، ۲۰۰۹). در دماهای بالاتر از حد بحرانی اتم‌ها به صورت تصادفی به شبکه بلورین دولومیت‌ها اضافه می‌شوند و در نتیجه سطوح بلورین در هم فرورفته و بافت غیرتخت ایجاد می‌شود (گرگ و شلتون، ۱۹۹۰؛ مازولو، ۱۹۹۲). رشد نامنظم سطوح و تغییر شکل شبکه بلورین ناشی از اعمال فشارهای به نسبت زیاد در ژرفای زمین منجر به خاموشی موجی در بلورهای دولومیت زین‌اسبی شده است (میشل، ۲۰۰۴؛ ویرزبسکی و همکاران، ۲۰۰۶). اندازه درشت بلورها نیز نشانه تأمین مقادیر کافی منیزیم توسط سیال دولومیت‌ساز و زمان به نسبت دراز فرایند دولومیتی شدن است (کرتز، ۱۹۹۲؛ لونی و میشل، ۲۰۰۶). همراهی هیدروکربن‌ها، کانی‌های سولفیدی و ترکیبات ناشی از فعالیت‌های گرمایی با برخی از دولومیت‌های زین‌اسبی

نوع سوم دولومیت (D3) شناخته شده در بخش سفیدار شامل بلورهای درشت (۹۰۰-۲۸۰ میکرون) با میانگین اندازه 400μ است. بلورهای دولومیت بیش‌تر بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار با مرزهای منحنی یا سطوح بلورین و رخ‌های غیر تخت هستند. فراوانی این نوع دولومیت نزدیک ۳۰ درصد حجمی نمونه‌های بررسی شده است و در رتبه دوم قرار می‌گیرد. با این وصف، مجموع دولومیت‌های ثانویه نوع دوم و سوم ۸۵ درصد کل بخش سفیدار است. تمرکز میانبارهای متعدد ظاهری غبارآلود به بلورها داده است و معمولاً خاموشی موجی از خود نشان می‌دهند (شکل‌های ۵C-D). در بررسی‌های میدانی لایه‌های متشکل از دولومیت نوع سوم ستمبرای به نسبت بیش‌تر و ریخت ستمبر دارند و رنگ قهوه‌ای در آن‌ها چیره است. ویژگی‌های سنگ‌نگاری دولومیت نوع سوم به گونه‌ای است که می‌توان آن را با دولومیت‌های تیپ غیرتخت^۱ سیبلی و گرگ (۱۹۸۷) برابر دانست. چنین

^۱ nonplanar

شناخته شده در مناطق مختلف جهان نشانگر ساخت آن‌ها در دما و فشار به نسبت زیاد ژرفای پوسته زمین است (ازمی و همکاران، ۲۰۰۸؛ فلوگل، ۲۰۱۰).

زمین‌شیمی

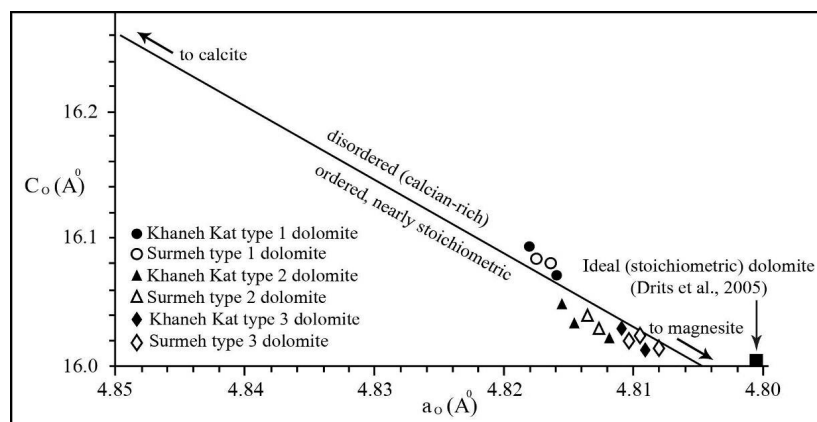
استوکیومتری و نظم دولومیت‌ها

نتایج واکاوی XRD نمونه‌های مختلف دولومیت سفیدار نشان داد که دولومیت‌های ریز بلور به نسبت سرشار از کلسیم هستند، ولی انواع متوسط و درشت بلور نزدیک به حالت استوکیومتری یا ایده‌آل هستند. با اندازه‌گیری واحد سلولی دولومیت‌های مورد بررسی به صورت میانگین پارامترهای $a_0 = 4/813$ (Å) و $c_0 = 16/032$ (Å) شناخته شد که نشانگر ساختار به نسبت منظم بیش‌تر نمونه‌ها است (شکل ۶). درصد مولی $MgCO_3$ دولومیت نوع اول میان ۴۱/۱۵ تا ۴۴/۶۱ (میانگین ۴۳/۱۲ درصد)، دولومیت نوع دوم میان ۴۷/۳۴ تا ۴۹/۶۶ (میانگین ۴۸/۴۳ درصد) و دولومیت نوع سوم میان ۴۹/۶۰ تا ۵۱/۴۲ (میانگین ۵۰/۴۸ درصد) است. میزان منیزیم و کلسیم در دولومیت‌ها به نسبت Mg/Ca در سیالات دولومیت‌ساز، شرایط محیطی و سازوکار ساخت آن‌ها بستگی دارد. این نسبت تعیین‌کننده اندازه بلورهای دولومیت نیز می‌باشد؛ به گونه‌ای که با افزایش Mg/Ca ناشی از افزایش شوری سیالات سرعت رشد بلورهای دولومیت افزایش می‌یابد (فولک و لند، ۱۹۷۵). بیش‌تر دولومیت‌های رسوبی به ویژه آن‌هایی که بعد از دوران دیرینه‌زیستی ساخت شده‌اند، از نوع غیر ایده‌آل و سرشار از کلسیم هستند که پرتودولومیت هم نامیده می‌شوند (وارن، ۲۰۰۶؛ ارزانی، ۱۳۹۱؛ مایستر و همکاران، ۲۰۱۳). چنین دولومیت‌هایی (نوع اول) شبکه نامنظم و به نسبت ناپایدار دارند و معمولاً توسط محلول‌های دارای Mg/Ca به نسبت پایین در نزدیک سطح زمین شکل می‌گیرند. منیزیم مورد نیاز برای ساخت این دولومیت‌ها به طور مستقیم از آب دریا تأمین می‌شود (مورو، ۱۹۹۰؛ وارن، ۲۰۰۰). البته در سیستم‌های نیمه بسته‌ای که کلسیت‌های با منیزیم زیاد دچار انحلال و جانشینی با کربنات‌های پایدارتر از جمله کلسیت کم منیزیم می‌شوند هم این نوع دولومیت‌ها پدید می‌آیند (اسپربر و همکاران، ۱۹۹۴؛ تورک، ۲۰۰۰). دولومیت‌های نوع دوم و سوم بخش سفیدار به دلیل ترکیب به نسبت ایده‌آل و انرژی

آزاد بسیار کم از دید ترمودینامیکی پایدار و انحلال‌پذیری کم دارند. لازم به یادآوری است که بیش‌تر دولومیت‌های کهن با گذشت زمان دچار انحلال، تبلور دوباره و نوریختی شده و به انواع با نظم و پایداری بیش‌تر تبدیل شده‌اند (صیرفیان و همکاران، ۲۰۱۱؛ رن و جونز، ۲۰۱۷). این تبدیل و تحول با افزایش اندازه بلورها و تخلخل و تغییرات شیمیایی بسیار همراه است که معمولاً در دماهای زیاد ژرفای درون زمین رخ می‌دهد (لند، ۱۹۸۵؛ دریتس و همکاران، ۲۰۰۵؛ کچمارک و سیبلی، ۲۰۱۴). منیزیم لازم برای گسترش دولومیت‌ها در درون زمین از راه بازمانده شورابه‌های تبخیری، تغییر ترکیب دولومیت‌های اولیه، آب‌های دریایی مدفون و آب‌های ناشی از فشردگی شیل‌ها تأمین می‌شود (ویبرزبسی و همکاران، ۲۰۰۶؛ جیمز و جونز، ۲۰۱۵؛ وینکلستر و لمن، ۲۰۱۷).

عناصر فرعی

بررسی تغییرات میزان عناصر فرعی مانند آهن، منگنز، سدیم و استرانسیم در دولومیت‌ها اطلاعات با ارزشی در ارتباط با محیط ساخت آن‌ها و شناسایی سوی جریان سیال دولومیت‌ساز در اختیار می‌گذارد (به عنوان نمونه پورسر و همکاران، ۱۹۹۴؛ بریتویت و همکاران، ۲۰۰۴؛ وارن، ۲۰۰۶). نتایج واکاوی‌های شیمیایی انواع مختلف دولومیت‌های بخش سفیدار در منطقه فارس در جدول ۱ خلاصه شده است. مقدار منگنز در نمونه‌های مورد بررسی ۷۲ تا ۶۵۱ (میانگین ۲۸۲) پی‌پی‌ام متغیر است. دامنه تغییرات آهن نیز ۷۳۵ تا ۸۶۳۴ (میانگین ۳۵۱۰) پی‌پی‌ام به دست آمد. با توجه به شعاع به نسبت کوچک و ضریب توزیع بالای آهن و منگنز (بیش‌تر از یک) مقدار بسیاری از این عناصر می‌توانند در شبکه کانی‌های کربناته جانشین یون‌های کلسیم و منیزیم شده یا در فضاهای خالی موجود میان یون‌ها قرارگیرند (آلن و ویگینز، ۱۹۹۳؛ سوارت و همکاران، ۲۰۰۵). مقدار منگنز و آهن دولومیت‌ها در طی دیاژنز به ویژه در محیط‌های احیایی بسیار افزایش می‌یابد (ویزر، ۱۹۸۳؛ تاکر و رایت، ۱۹۹۰). بر این پایه، روند کلی افزایش میزان آهن و منگنز در نمونه‌های دولومیت ثانویه بخش سفیدار را می‌توان به افزایش ژرفای تدفین و حاکم شدن شرایط احیایی در دیاژنز نسبت داد.



شکل ۶. نمودار نتایج اندازه‌گیری پارامترهای واحد سلولی انواع دولومیت‌های بخش سفیدار که نشان می‌دهد اغلب نمونه‌ها در محدوده دولومیت‌های منظم و به نسبت ایده‌آل قرار گرفته‌اند (برگرفته از لند، ۱۹۸۵).

جدول ۱. خلاصه نتایج ترکیب ژئوشیمیایی انواع دولومیت‌های بخش سفیدار در منطقه فارس

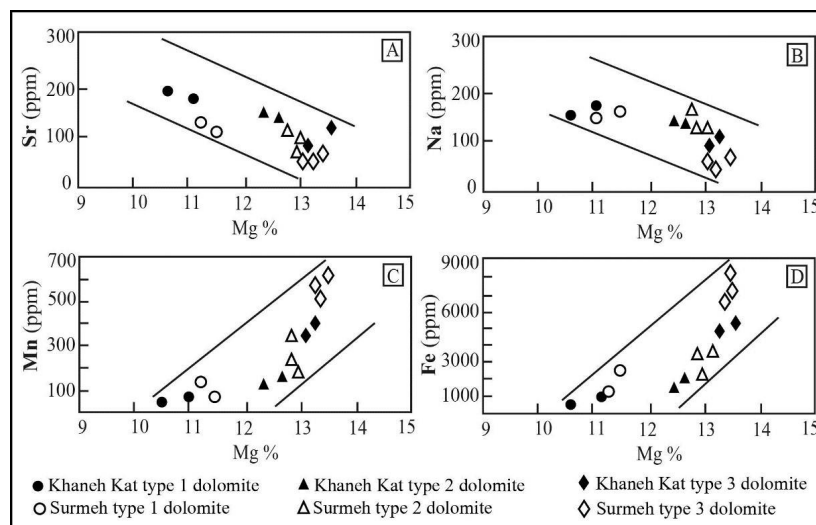
Section	Sample	Dolomite type	IR%	Mg%	Ca%	Mn (ppm)	Na (ppm)	Fe (ppm)	Sr (ppm)	¹⁸ O (‰ PDB)	¹⁸ C (‰ PDB)
Khaneh Kat	SDK2	D1	22.30	10.65	23.76	72	155	735	200	+1.63	+5.25
	SDK8	D2	17.97	12.38	22.23	128	128	1519	146	-4.50	+1.44
	SDK15	D2	17.43	12.61	21.98	119	121	1748	138	-2.82	+2.10
	SDK20	D3	16.25	13.07	21.24	313	154	2866	122	-8.10	+1.14
	SDK24	D1	21.10	11.16	23.55	87	163	983	184	+2.56	+2.84
	SDK29	D3	16.65	13.10	21.32	250	102	3325	90	-6.56	+1.33
Surmeh	SDS4	D1	20.70	11.24	23.27	130	170	1154	117	+3.50	+4.63
	SDS11	D3	16.27	13.31	20.70	506	88	6847	81	-6.87	+2.04
	SDS23	D2	17.27	12.80	22.11	284	147	4438	102	-1.15	+2.77
	SDS28	D2	15.90	13.10	20.83	437	139	2286	100	-1.91	+3.22
	SDS35	D1	20.11	11.46	23.05	83	167	1561	103	+3.15	+5.70
	SDS39	D2	16.41	13.05	21.41	262	130	5694	96	-2.36	+2.58
	SDS45	D3	15.60	13.25	20.66	651	80	7352	73	-6.34	+2.36
	SDS48	D3	15.90	13.09	20.82	628	92	8634	60	-7.12	+1.43

میزان این عناصر در کربنات‌ها در طی دیاژنز در محیط‌های جوی یا تدفینی کاهش می‌یابد (مورس و مکنزی، ۱۹۹۰؛ آدابی، ۲۰۰۹). با توجه به رفتار شیمیایی خاص هر عنصر، فراوانی آن با گذر جریان در نقاط مختلف سنگ میزبان و سیال دولومیت‌ساز دچار تغییر می‌شود. به طور چکیده، عناصر با ضریب توزیع بالاتر در صورت تأمین با آسانی و مقادیر به نسبت بیش‌تر به سنگ میزبان منتقل شده و فراوانی آن‌ها در سیال کمتر می‌شود. با این شرایط، بررسی تغییر فراوانی عناصر فرعی در نمونه‌های بُرش‌های مختلف یک واحد سنگ‌چینه‌ای می‌تواند در بازسازی روند کلی حرکت سیال مورد استناد قرار گیرد. مقادیر عناصر فرعی مربوط به نمونه‌های مختلف دولومیت سفیدار در شکل ۷ با هم مقایسه شده‌اند. تفاوت معنادار میان مقادیر عناصر فرعی نمونه‌های دو بُرش مورد بررسی از جمله کاهش آهن و

مقدار سدیم در دولومیت‌های سفیدار بین ۸۰ تا ۱۷۰ (میانگین ۱۳۱) پی‌پی‌ام و استرانسیم آن‌ها بین ۶۰ تا ۲۰۰ (میانگین ۱۱۵) پی‌پی‌ام است. مقدار استرانسیم دولومیت‌ها با افزایش استوکیومتری کاهش می‌یابد و در دولومیت‌های ایده‌آل به حدود ۵۰ پی‌پی‌ام می‌رسد (وارنکمپ و سوارت، ۱۹۹۰). دولومیت‌هایی که در آب معمولی دریا ساخت می‌شوند ۴۷۰ تا ۵۵۰ پی‌پی‌ام استرانسیم و ۱۱۰ تا ۱۶۰ پی‌پی‌ام سدیم دارند. مقدار استرانسیم بیش‌تر دولومیت‌های پیش از هولوسن کمتر از ۲۰۰ پی‌پی‌ام گزارش شده است. به طور کلی، مقدار سدیم در رسوبات کربناته با افزایش شوری آب و حضور کانی آراگونیت افزایش می‌یابد؛ در صورتی که فراوانی استرانسیم تابع کانی‌شناسی، زمان و دمای آب دریا است (مازلو، ۱۹۹۲؛ ارزانی، ۱۳۹۱). با توجه به شعاع بزرگ و ضریب توزیع پایین (کمتر از ۱) سدیم و استرانسیم،

جریان داشته است (به عنوان نمونه بیولتر و گیلمت، ۱۹۸۸؛ آلن و ویگینز، ۱۹۹۳).

منگنز در کنار افزایش استرانسیم دولومیت‌های ناحیه خانه‌کت به گونه‌ای است که می‌توان گفت که سیال دولومیت‌ساز در محدوده مورد گفتگو از جنوب به شمال

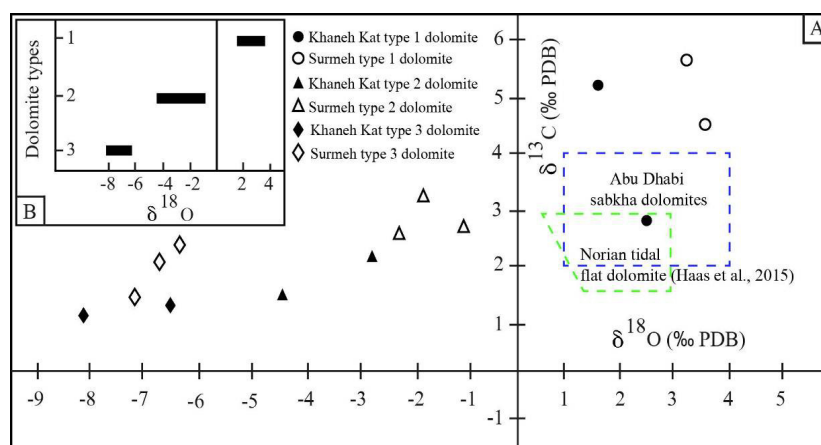


شکل ۷. نمودار تغییرات استرانسیم، سدیم، منگنز و آهن در مقابل درصد منیزیم نمونه‌های مختلف بخش سفیدار منطقه فارس؛ به روند کاهشی مقادیر استرانیم و سدیم با افزایش درصد منیزیم و افزایش اندازه و نظم بلورها توجه کنید. همچنین، افزایش قابل توجه میزان آهن و منگنز نمونه‌های دولومیت ناحیه سورمه در مقایسه با نمونه‌های کوه خانه‌کت به خوبی دیده می‌شود.

ایزوتوپ‌های پایدار

۴/۵۰- و ۲/۷۷+ تا PDB ۱/۴۴% به دست آمد که در مقایسه با دولومیت نوع اول سبک‌تر است. دلتای اکسیژن ۱۸ در دولومیت باروک (D3) دارای کمترین مقدار و بین ۶/۳۴- تا PDB ۸/۱۰% در نوسان است. مقدار ایزوتوپ کربن ۱۳ در نمونه‌های دولومیت اخیر ۲/۳۶+ تا PDB ۱/۱۴% به دست آمد. عامل اصلی منفی شدن نسبت ایزوتوپی اکسیژن این نوع دولومیت‌ها را تبلور دوباره در دماهای زیاد ژرفای زمین گفته‌اند (اسپوتل و برنز، ۱۹۹۱؛ وارن، ۲۰۰۰). افزون بر این، مقادیر ایزوتوپ کربن ۱۳ نمونه‌ها به ویژه دولومیت‌های ثانویه در محدوده ایزوتوپی کربنات‌های تریاس بالایی (۱/۲۰+ تا PDB ۳/۸۰%+) قرار می‌گیرد (جیمز و شوکت، ۱۹۸۳؛ لمن و واکر، ۱۹۸۹) که نشان می‌دهد دولومیت‌های مورد نظر در محیط‌های دیاژنزی با گرادیان زمین‌گرایی نرمال ساخت شده‌اند (سوارت و همکاران، ۲۰۰۵؛ رانکی و همکاران، ۲۰۱۰). میانگین دلتای اکسیژن ۱۸ دولومیت‌های ثانویه PDB ۵/۰۲- است که دمای بالای (بیش‌تر از ۵۰ درجه سانتی‌گراد) محیط ساخت آن‌ها در درون زمین را تأیید می‌کند (آلن و ویگینز، ۱۹۹۳؛ یانیس و همکاران، ۲۰۱۱).

به منظور جداسازی دولومیت‌های ساخت شده در محیط‌های مختلف می‌توان ترکیب ایزوتوپی آن‌ها را با میزان ایزوتوپ‌های کربنات اولیه یا بدون تغییر مربوط به زمان مورد نظر مقایسه کرد. به طور کلی، ترکیب ایزوتوپی کربنات‌ها تابع دمای محیط، تغییرات دیاژنزی و نسبت ایزوتوپی سیالی است که در آن ساخت شده‌اند (ویزر، ۱۹۸۳؛ وارن، ۲۰۰۰). مقادیر ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و کربن نمونه‌های دولومیت بخش سفیدار در جدول ۱ و شکل ۸ درج و ترسیم شده‌اند. دامنه به نسبت زیاد تغییر مقادیر ایزوتوپ‌ها نشان از کارکرد فرایندهای متوالی و متفاوت در ساخت دولومیت‌های مورد بررسی است. مقدار ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ دولومیت‌های ریزبلور (D1) یا نوع اول ۳/۵۰+ تا PDB ۱/۶۳% به دست آمد که دمای پایین محیط ساخت و نزدیک سطح زمین (۲۵ تا ۴۰ درجه سانتی‌گراد) را تأیید می‌کند (مایستر و همکاران، ۲۰۱۳؛ بلندینگر و همکاران، ۲۰۱۵). ارقام ایزوتوپ کربن ۱۳ این نوع دولومیت بین ۵/۷۰+ تا PDB ۲/۸۴% متغیر بود. مقادیر ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳ دولومیت‌های متوسط بلور (D2) به ترتیب ۱/۱۵- تا



شکل ۸. (A) نمودار مقادیر ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در مقابل کربن ۱۳ دولومیت‌های بخش سفیدار منطقه فارس که نشان می‌دهد محدوده تغییرات ایزوتوپی با تغییرات اندازه بلورها هماهنگ است و نمونه‌های یرش سورمه به نسبت سنگین تر هستند. هم‌چنین، نتایج با ترکیب ایزوتوپی دولومیت‌های سبخایی جنوب خلیج فارس (ابوظبی) و تریاس بالایی مناطقی از اروپا مقایسه شده‌اند. (B) مقایسه مقادیر ایزوتوپ‌های اکسیژن ۱۸ سه نوع دولومیت شناخته شده در بخش سفیدار که روند کاهشی و تهی‌شدگی نسبی به سمت دولومیت تیپ سوم را نشان می‌دهد.

شکستگی‌های عمده و گسل‌ها در انتقال سیالات سرشار از منیزیم به درون پلاتفرم کربناته مشخص می‌شود. اصولاً پلاتفرم‌های مرتبط با حواشی غیرفعال تحت تأثیر نیروهای کششی، فرونشینی به نسبت آهسته و تکاپوی گنبد‌های نمکی قرار دارند. دولومیت‌های دفنی که در چنین پلاتفرم‌هایی ساخته شده‌اند، عمدتاً نتیجه انتقال سیال در امتداد گسل‌های کششی و فعال هستند (مک مانوس و والاس، ۱۹۹۲؛ حیدری، ۱۹۹۷). در چنین شرایطی، محیط ساخت دولومیت‌ها در ژرفا با سطح زمین مرتبط شده و امکان تأمین و تبادل سیالات مورد نیاز در یک سیستم دیاژنتیکی به نسبت باز فراهم بوده است (گرین، ۲۰۰۵).

توالی پاراژنتیکی و تاریخچه دولومیتی شدن بخش سفیدار

با تلفیق مجموعه داده‌های سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی ترتیب زمانی ساخت انواع دولومیت‌های در شکل ۱۰ نمایش داده شده است. به طور خلاصه، بخش دولومیتی سفیدار تاریخچه ساخت و دیاژنز پیچیده‌ای دارد که در سه مرحله دولومیتی شدن تبخیری، دفن کم ژرفا و ژرف قابل بازسازی و تفسیر است. مقایسه داده‌های زمین‌شناسی تریاس منطقه فارس در دو سوی گسل زاگرس بلند نشان از ژرفای بیش‌تر بخش شمالی حوضه زاگرس در آن زمان و ارتباط آن با اقیانوس نئوتتیس

محاسبه دمای ساخت دولومیت‌ها و ژرفای تدفین

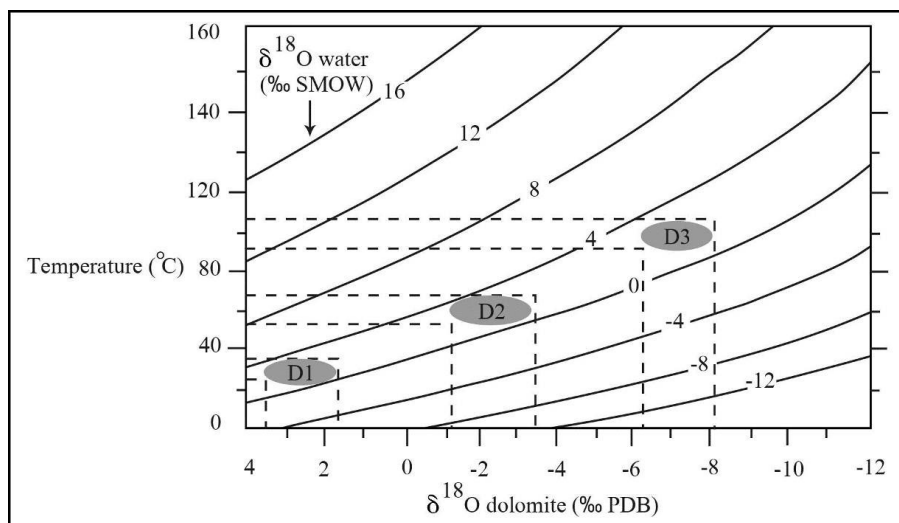
ترکیب ایزوتوپ‌های اکسیژن انواع دولومیت‌ها معرف دمای ساخت و ترکیب ایزوتوپی سیال سازنده آن‌ها است (تاگر و رایت، ۱۹۹۰؛ راسکازوف و همکاران، ۲۰۱۰). به منظور محاسبه دمای ساخت دولومیت‌های مختلف بخش سفیدار از برابره لند (۱۹۸۵) به شرح زیر بهره‌گیری شده است:

$$T(^{\circ}\text{C}) = 16/4 - 4/3([\delta^{18}\text{O}_{\text{dol.}} - 3/8] - \delta^{18}\text{O}_{\text{water}}) + 0/14([\delta^{18}\text{O}_{\text{dol.}} - 3/8] - \delta^{18}\text{O}_{\text{water}})^2$$

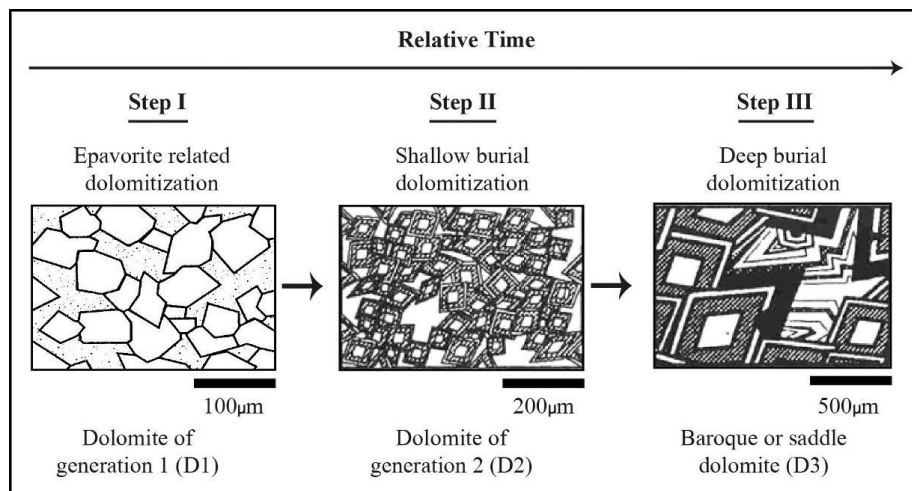
در این محاسبات میانگین دلتای اکسیژن ۱۸ آب دریا‌های تریاس پسین SMOW +۲٪ منظور شده است (اسپوتل و برنز، ۱۹۹۱؛ کورت و همکاران، ۲۰۰۵). نتایج به دست آمده نشان داد که دولومیت‌های نوع اول تا سوم به ترتیب در دماهای ۲۵ تا ۳۵، ۵۴ تا ۶۸ و ۹۲ تا ۱۰۸ درجه سانتی‌گراد ساخت شده‌اند (شکل ۹). اگر گرادیان زمین‌گرمایی نرمال را ۲۵-۳۰°C/km و دمای سطح زمین ۳۰-۲۰°C در نظر گرفته شود (وارن، ۲۰۰۰؛ آدام و العصم، ۲۰۱۷) برای رسیدن به دمای ساخت دولومیت‌های مورد مطالعه تقریباً به ژرفای ۱ تا ۳ کیلومتر نیاز بوده است. بدیهی است که با افزایش ژرفای و فشار ناشی از فشردگی، تخلخل و تراوایی سنگ‌های میزبان تا حد زیادی کاهش می‌یابد و در نتیجه تأمین منیزیم و گردش حجم زیادی از سیال داغ دولومیت‌ساز با مشکل مواجه می‌شود. در چنین شرایطی، نقش

کوهستان و زاگرس بلند به درون پلاتفرم تریاس زاگرس، فرایند دولومیت‌زایی در درون زمین ادامه یافته است. در چنین شرایطی، با تجدید تبلور دولومیت‌های اولیه و تأثیر فرایندهای دیاژنزی دولومیت‌های نسل دوم و سوم در دما و فشار به نسبت زیاد ژرفای ۱ تا ۳ کیلومتری درون زمین به وجود آمدند.

است (جلیلیان، ۱۳۹۵). در برابر محدودیت گردش آب‌های بخش جنوبی حوضه همراه با تغلیظ شورابه‌ها منجر به ساخت تبخیری‌ها و دولومیت‌های سبخایی و نزدیک سطح زمین شده است. با تدفین تدریجی رسوبات و انتقال حجم بالایی از شورابه‌های گرم سرشار از منیزیم در امتداد گسل‌های عمده منطقه از جمله پیشانی



شکل ۹. نمودار تغییرات دلتای اکسیژن ۱۸ انواع مختلف دولومیت‌های بخش سفیدار در برابر دمای محاسبه شده برای ساخت آن‌ها؛ منحنی‌ها دلتای اکسیژن ۱۸ آب دریا و خط‌چین‌ها دمای محاسبه شده را نشان می‌دهند (برگرفته از لند، ۱۹۸۵). روند افزایشی دمای محیط ساخت دولومیت‌های نسل دوم (D2) و سوم (D3) نسبت به دولومیت اولیه (D1) کاملاً مشخص است.



شکل ۱۰. تاریخچه دولومیتی شدن بخش سفیدار در سه مرحله نمایش داده شده است. این رویداد با ساخت دولومیت‌های وابسته به تبخیری‌ها (سبخایی) آغاز شده و با تجدید تبلور و دیاژنز در محیط دفن کم ژرفای و ژرف ادامه یافته است.

نتیجه‌گیری

۱- بخش دولومیتی سفیدار با سن تریاس پسین (نورین) واحد سنگ‌چینه‌ای شاخصی در انتهای توالی رسوبی سازندهای دشتک و خانه‌کت حوضه زاگرس است که در نواحی محدودی از منطقه فارس رخمون یافته و قابل دسترسی است.

۲- این بخش شامل سه تیپ دولومیت ریزبلور، متوسط بلور و زین‌اسبی است که در سه مرحله ساخت شده و تاریخچه دیاژنتیکی پیچیده‌ای را پشت سر گذاشته است.

۳- فرایند ساخت دولومیت‌های تریاس بالایی منطقه فارس با تبخیر و تغلیظ شورابه در سبخاهای حاشیه پلاتفرم آن زمان و ساخت دولومیت‌های اولیه در دماهای ۲۵-۳۵ درجه سانتی‌گراد آغاز شده است. مراحل اصلی ساخت و تجدید تبلور دولومیت‌ها در یک سیستم دیاژنتیکی به نسبت باز در ژرفای ۱ تا ۳ کیلومتری و دمای حداکثر ۱۰۸ درجه سانتی‌گراد انجام شده است.

۴- مقایسه مقادیر عناصر فرعی و ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و کربن در نمونه‌های دولومیتی کوه سورمه و تاق‌دیس خانه‌کت نشان از تغییرات قابل‌توجهی است که می‌تواند به جریان جنوب به شمال سیالات دولومیت‌ساز مربوط باشد. به دیگر سخن، شیب عمومی و ساختار تکتونیکی این نواحی از منطقه فارس در تریاس پسین برای انتقال سیالات سرشار از منیزیم به درون کربنات‌های بخش شمالی مناسب بوده است.

۵- حضور بخش دولومیتی سفیدار به عنوان وجه مشترک توالی رسوبی تریاس در مناطق مختلف زاگرس تا شمال عربستان نشان می‌دهد که بر خلاف تریاس پیشین و میانی، در بُرشی از تریاس پسین حوضه رسوبی به هم پیوسته شده و شرایط تقریباً یکسان بر تمام آن حاکم بوده است.

تشکر و قدردانی

لازم است از همکاری دکتر الخاص ویسی به خاطر مطالعه چکیده انگلیسی و پیشنهاد نکات اصلاحی و مهندس آرش جلیلیان به خاطر مساعدت در انجام تجزیه نمونه‌ها، سردبیر محترم، داوران و سایر دست‌اندرکاران ارجمند مجله رسوب‌شناسی کاربردی دانشگاه بوعلی‌سینا به خصوص مهندس صحرارو به خاطر پیگیری امور مربوط به

داوری، پذیرش و چاپ این مقاله سپاسگزاری نمایم و برای همه این عزیزان تندرستی و توفیق آرزومندم.

منابع

- آدابی، م. ح (۱۳۸۳) ژئوشیمی رسوبی. انتشارات آربین زمین، ۴۴۸ ص.
- ارزانی، ن (۱۳۹۱) ژئوشیمی رسوبی. انتشارات دانشگاه پیام نور، ۳۰۴ ص.
- آقانباتی، ع (۱۳۹۲) زمین‌شناسی ایران و کشورهای همجوار. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۷۱۰ ص.
- جلیلیان، ع. ح (۱۳۹۵) نهشته‌های پیراکشندی و توفانی در بُرش الگوی سازند خانه‌کت، تریاس زاگرس بلند، خاور شیراز. مجله رسوب‌شناسی کاربردی دانشگاه بوعلی‌سینا همدان، دوره ۴، شماره ۷، صفحات ۳۱-۱۸.
- شهرابی، م. (۱۳۷۸) تریاس در ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۲۷۹ صفحه.
- Adabi, M. H (2009) Multistage dolomitization of Upper Jurassic Mozduran Formation Kopet-Dagh Basin, N.E. Iran. Carbonates and Evaporites, 24(1): 16-32.
- Adam, J. and Al-Aasm, I. S (2017) Petrologic and geochemical attributes of calcite cementation, dolomitization and dolomite recrystallization: an example from the Mississippian Pekisko Formation, west-central Alberta. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 65: 235-261.
- Alavi, M (2007) Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran. American Journal of Science, 307: 1064-1095.
- Allan, J. R. and Wiggins, W. D (1993) Dolomite Reservoirs: Geochemical Techniques for Evaluating Origin and Distribution. American Association of Petroleum Geologists, Continuing Education Course Notes, 129 p.
- Azmy, K., Lavoie, D., Knight, I. and Chi, G (2008) Dolomitization of the Aguathuna Formation carbonates of Port au Port Peninsula in western Newfoundland, Canada: implications for a hydrocarbon reservoir. Canadian Journal of Earth Sciences, 45: 795-813.
- Berberian, M (1995) Master "blind" thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. Tectonophysics, 241: 193-224.
- Blendinger, W., Lohmeier, S., Bertini, A., Meibner, E. and Sattler, C. D (2015) A new model for the formation of dolomite in the Triassic dolomites, northern Italy. Journal of Petroleum Geology, 38 (1): 5-36.
- Boggs, S (2009) Petrology of Sedimentary Rocks. Cambridge University Press, 600 p.

- dolomites in the Transdanubian Range, Hungary. *Facies*, 61 (8): 1-28.
- Hardie, L. A (1996) Secular variation in seawater chemistry: an explanation for the coupled secular variation in the mineralogies of marine limestones and potash evaporates over the past 600 m.y. *Geology*, 24: 279-283.
- Heydari, E (1997) Hydrotectonic models of burial diagenesis in platform carbonates based on formation water geochemistry in North American sedimentary basins. In: Montanez, I. P., Gregg, J. M. and Shelton, K. L (Eds) *Basin-Wide Diagenetic Patterns: Integrated Petrologic, Geochemical and Hydrologic Considerations*. The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 57: 53-79.
- Iannace, A., Capuano, M. and Galluccio, L (2011) Dolomites and dolomites in Mesozoic platform carbonates of the Southern Apennines: Geometric distribution, petrography and geochemistry. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 310: 324-339.
- Iannace, A. and Frisia, S (1994) Changing dolomitization styles from Norian to Rhaetian in southern Tethys realm. In: Purser, B., Tucker, M. and Zenger, D (Eds) *Dolomites: A Volume in Honour of Dolomieu*. Blackwell Scientific Publications No. 21, p. 75-89.
- Jahani, S., Callot, J. P., Lamotte, P., Letouzey, J. and Leturmy, P (2007) The Salt Diapirs of the Eastern Fars Province (Zagros, Iran): A Brief Outline of their Past and Present. In: Lacombe, O., Lave, J., Roure, F. and Verges, F (Eds) *Thrust Belts and Foreland Basins*, p. 289-308.
- James, N. P. and Jones, B (2015). *Origin of Carbonate Sedimentary Rocks*. John Wiley & Sons, 464 p.
- James, N. P. and Kendall, A. C (1992) Introduction to Carbonate and Evaporite Facies Models. In: Walker, R. G. and James, N. P., (Eds) *Facies models response to sea level change*. Geological Association of Canada, p. 265-275.
- Kaczmarek, S. E. and Sibley, D. F (2014) Direct physical evidence of dolomite recrystallization. *Sedimentology*, 61: 1862-1882.
- Korte, Ch., Kozur, H. W. and Veizer, J (2005) $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of Triassic brachiopods and carbonate rocks as proxies for coeval seawater and palaeotemperature. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 226: 287-306
- Kretz, R (1992) Carousel model for the crystallization of saddle dolomite. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62: 190-195.
- Land, L. S (1985) The Origin of Massive Dolomite. *Journal of Geological Education*, 33: 112-125.
- Braithwhite, C. J. R., Rizzi, G. and Darke, G (2004) *The Geometry and Petrogenesis of Dolomite Hydrocarbon Reservoirs*. Geological Society of London, Special Publication No. 235, 413 p.
- Buelter, D. P. and Guillemette, R. N. (1988) Geochemistry of epigenetic dolomite associated with lead-zinc mineralization of the Viburnum Trend, southeast Missouri: a reconnaissance study. In Shukla, V. and Baker, P. A. (Eds) *Sedimentology and Geochemistry of Dolostones*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 43: 97-113.
- Crasquin-Soleau, S. and Khosrow Tehrani, K (1995) First discovery of Triassic Ostracodes in the Khanek Kat Formation, Michparvar Mountain (western Iran). *Revue de micropaleontology*, 38 (1): 27-36.
- Dickson, J. A. D (1965) Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *Journal of Sedimentary Petrology*, No. 36, p. 505.
- Drits, V. A., McCarty, D. K., Sakharov, B. and Milliken, K. L. (2005) New insight into structural and compositional variability in some ancient excess-Ca dolomite. *The Canadian Mineralogist*, 43: 1255-1290
- Flügel, E (2010) *Microfacies of carbonate rocks*. Springer, 984 p.
- Folk, R. L (1980) *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Company, 182 p.
- Folk, R. L. and Land, L. S (1975) Mg/Ca Ratio and Salinity: Two Controls over Crystallization of Dolomite. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 59: 60-68.
- Frisia, S (1994) Mechanisms of complete dolomitization in a carbonate shelf: comparison between the Norian Dolomia Principale (Italy) and the Holocene of Abu Dhabi Sabkha. In: Purser, B., Tucker, M. and Zenger, D (Eds) *Dolomites: A Volume in Honour of Dolomieu*. Blackwell Scientific Publications No. 21, p. 55-74.
- Ghazban, F (2007) *Petroleum geology of the Persian Gulf*. Tehran University Press, 707 p.
- Gregg, J. M. and Shelton, K. L (1990) Dolomitization and dolomite neomorphism in the back reef facies of the Bonnetterre and Davis formations (Cambrian), Southeastern Missouri. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60 (4): 549-562.
- Green, D. G (2005) Fault and conduit controlled burial dolomitization of the Devonian west-central Alberta Deep Basin. *Bulletin of Canadian Petroleum Geologists*, 53: 101-129.
- Haas, J., Lobitzer, H. and Monostori, M (2007) Characteristics of the Lofer cyclicity in the type locality of the Dachstein Limestone (Dachstein Plateau, Austria). *Facies*, 53: 113-126.
- Haas, J., Lukoczki, G., Budai, T. and Demeny, A (2015) Genesis of Upper Triassic peritidal

- Carbonates at the South Pars Gasfield, Offshore Iran: Controls on Reservoir Quality. *Journal of Petroleum Geology*, 33(2): 1-24.
- Raskazov, S. V., Sergei, B., Brandt, S. B. and Brandt, S. I (2010) Radiogenic isotopes in geologic processes. Springer, 305 p.
- Ren, M. and Jones, B (2017) Spatial variations in the stoichiometry and geochemistry of Miocene dolomite from Grand Cayman: Implications for the origin of island dolostone. *Sedimentary Geology*, 348: 69–93.
- Ridgwell, A (2005) A Mid Mesozoic Revolution in the regulation of ocean chemistry. *Marine Geology*, 217: 339–357.
- Ronchi, P., Di Giulio, A., Ceriani, A. and Scotti, P (2010) Contrasting fluid events giving rise to apparently similar diagenetic products; late-stage dolomite cements from the Southern Alps and central Apennines, Italy. In: Van Buchem, F. S. P., Gerdes, K. D. and Esteban, M (eds) *Mesozoic and Cenozoic Carbonate Systems of the Mediterranean and the Middle East: Stratigraphic and Diagenetic Reference Models*. Geological Society, London, Special Publications, 329: 397–413.
- Sandberg, P. A (1983) An oscillating trend in Phanerozoic nonskeletal carbonate mineralogy. *Nature*, 305: 19–22.
- Searl, A (1989) Saddle dolomite: a new view of its nature and origin. *Mineralogical Magazine*, 53: 547-555.
- Sepkoski Jr., J. J., Bambach, R. K. and Droser, M. L (1991) Secular changes in Phanerozoic event bedding and the biological overprint. In: Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A., (Eds) *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer, p. 298–312.
- Setudehnia, A (1978) The Mesozoic sequence in southwest Iran and adjacent area. *Journal of Petroleum Geology*, 1(1): 3-42.
- Seyed-Emami, K (2003) Triassic in Iran. *Facies*, 48: 91-106.
- Seyrafian, Vaziri-Moghaddam, H., Arzani, N. and Taheri, A (2011) Facies analysis of the Asmari Formation in central and north-central Zagros basin, southwest Iran: Biostratigraphy, paleoecology and diagenesis. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28: 439-458.
- Sharland, P. R., Archer, R., Casey, D. M., Davies, R. B., Hall, S. H., Heward, H. P., Horbory, A. D. and Simons, M. D (2001) Arabian plate sequence stratigraphy. *GeoArabia*, Gulf Petrolink, Bahrain, 370 p.
- Sherkati, S., Letouzey, J. and Frizon de Lamotte, D (2006) Central Zagros fold-thrust belt (Iran): New insights from seismic data, field observation, and sandbox modeling. *Tectonics*, 25: 1-27.
- Lohmann, K. C. and Walker, J. C. G (1989) The 8180 record of Phanerozoic abiotic marine calcite cements: *Geophysical Research Letters*, 16: 319-322.
- Lonnee, J. and Machel, H. G. (2006) Pervasive dolomitization with subsequent hydrothermal alteration in the Clarke Lake gas field, middle Devonian Slave Point Formation, British Columbia, Canada. *AAPG Bull.* 90 (11): 1739-1761.
- Machel, H. G. (2004) Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal. In: Braithwaite, C. J. R., Rizzi, G. and Darke, G. (Eds) *The Geometry and Petrogenesis of Dolomite Hydrocarbon Reservoirs*. Geological Society of London, Special Publication No. 235, p. 7-64.
- Mazzullo, S. J (1992) Geochemical and neomorphic alteration of dolomite: a review. *Carbonates and Evaporites*, 7: 21-37.
- McManus, A. and Wallace, M. W (1992) Age of Mississippi Valley type sulfides determined using cathodoluminescence cement stratigraphy, Lennard Shelf, Canning Basin, Western Australia. *Economic Geology*, 87: 189–193.
- Meister, P., McKenzie, J. A., Bernasconi, S. M. and Brack, P (2013) Dolomite formation in the shallow seas of the Alpine Triassic. *Sedimentology*, 60: 270–291
- Morrow, D. W (1990) Dolomite-Part 1: The chemistry of dolomitization and dolomite precipitation. In: McIlreath, I. A and Morrow, D. W (Eds) *Diagenesis*. Geoscience Canada Reprint Series No. 4, p. 113-124.
- Morse, J. W. and Mackenzie, F. T (1990) *Geochemistry of Sedimentary Carbonates*. Elsevier, *Developments in Sedimentology* 48, 707 p.
- Mouthereau, F., Lacombe, O. and Meyer, B (2006) The Zagros folded belt (Fars, Iran): constraints from topography and critical wedge modeling. *Geophysical Journal International*, 165: 336–356.
- Nasir, S., Al-Saad, H., Alsayigh, A. and Weidlich, O (2008) Geology and petrology of the Hormuz dolomite, Infra-Cambrian: Implications for the formation of the salt-cored Halul and Shraouh islands, Offshore, State of Qatar. *Journal of Asian Earth Sciences*, 33: 353–365.
- Pokrovsky, O. S (2017) *Dolomite: Formation, Characteristics and Environmental Impact*. Nova Science Publication Inc, 190 p.
- Purser, B., Tucker, M. and Zenger, D (1994) *Dolomites: A Volume in Honour of Dolomieu*. Blackwell Scientific Publications No. 21, 451 p.
- Rahimpour-Bonab, H., Esrafil-Dizaji, B. and Tavakoli, V (2010) Dolomitization and Anhydrite Precipitation in Permo-Triassic

- element technique. In: Arthur, M. A (Ed) Stable isotopes in sedimentary geology. The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course Notes, 10: 3-100.
- Warren, J. K (2000) Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. *Earth-Science Reviews*, 52: 1–81.
- Warren, J. K (2006) *Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons*. Springer, 1035 p.
- Wierzbicki, R., Dravis, J. J., Al-Aasm, I. and Harland, N (2006) Burial dolomitization and dissolution of Upper Jurassic Abenaki platform carbonates, Deep Panuke reservoir, Nova Scotia, Canada. *American Association of Petroleum Geologists*, 90(11): 1843–1861.
- Winkelstern, I. Z. and Lohmann, K. C (2017) Shallow burial alteration of dolomite and limestone clumped isotope Geochemistry. *Geology*, 44(6): 467–470.
- Wright, V. P (1984) Peritidal carbonate facies models: a review. *Geological Journal*, 19: 309–325.
- Wright, D. T. and Wacey, D. (2004) Sedimentary dolomite: a reality check. In: Braithwaite, C. J. R., Rizzi, G. and Darke, G (Eds) *The Geometry and Petrogenesis of Dolomite Hydrocarbon Reservoirs*. Geological Society of London, Special Publication No. 235, p. 65-74.
- Zanchi, A., Zanchetta, S., Berra, F., Mattei, M., Garzanti, E., Molyneox, S., Nawab, A. and Sabouri, J (2009) The Eo-Cimmerian (Late? Triassic) orogeny in North Iran. In: Brunet, M. F., Wilmsen, M. and Granath, J. W (Eds) *South Caspian to Central Iran Basins*. Geological Society of London, Special Publication No. 312, p. 31–55.
- Ziegler, M. A (2001) Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian Plate and its hydrocarbon occurrences. *GeoArabia*, 6: 445–504.
- Shinn, E. A (1983) Tidal Flat Environment. In: Scholle, P. A., Bebout, D. G. and Moore, C. H., (Eds) *Carbonate depositional environments*. AAPG Memoir, 33: 171-210.
- Sibley, D. F. (1991) Secular changes in the amount and texture of dolomite: *Geology*, 19: 151-154.
- Sibley, D. F. and Gregg, J. M (1987) Classification of dolomite rock texture. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57: 967-975.
- Sperber, C. M., Wilkinson, B. H., Peacor, D. R (1994) Rock composition, dolomite stoichiometry and rock/water reactions in dolomitic carbonate rocks. *Journal of Geology*, 92: 609–692.
- Spötl, C. and Burns, S. J (1991) Formation of ¹⁸O-depleted dolomite within a marine evaporitic sequence, Triassic Reichenhall Formation, Austria. *Sedimentology*, 38: 1041-1057.
- Spötl, C. and Pitman, J. K (2009) Saddle (Baroque) Dolomite in Carbonates and Sandstones: A Reappraisal of a Burial-Diagenetic Concept. In: Morad, S (Ed) *Carbonate Cementation in Sandstones: Distribution Patterns and Geochemical Evolution*. International Association of Sedimentologists, Special Publication No. 26, p. 437-460.
- Swart, P. K., Cantrell, D. L., Westphal, H., Handford, C.R. and Kendall, C. G (2005) Origin of dolomite in the Arab-D reservoir from the Ghawar Field, Saudi Arabia: evidence from petrographic and geochemical constraints. *J Sediment Res*, 75: 476–491.
- Szabo, F., and Kheradpir, A (1978) Permian and Triassic stratigraphy, Zagros basin, south-west Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 1(2): 57-82.
- Talbot, A. and Alavi, M. (1996) The past of future syntaxis across the Zagros. Geological Society of London, Special Publication No. 100, p. 89-109.
- Torok, A (2000) Formation of dolomite mottling in Middle Triassic ramp carbonates (Southern Hungary). *Sedimentary Geology*, 131: 131–145.
- Tucker, M. E. and Wright, V. P (1990) *Carbonate Sedimentology*. Blackwell, 482 p.
- Uzdowski, E (1994) Synthesis of dolomite and geochemical implications. In: Purser, B., Tucker, M. and Zenger, D (Eds) *Dolomites: A Volume in Honour of Dolomieu*. International Association of Sedimentologists, Special Publication No. 21, p. 345-360.
- Vahrenkamp, V. C. and Swart, P. K (1990) Newdistribution coefficient for the incorporation of strontium into dolomites and its implication for the formation of ancient dolomites. *Geology*, 18: 387-391.
- Veizer, J (1983) Chemical diagenesis of carbonates: theory and application of trace